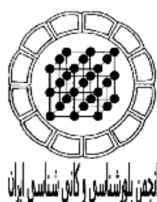
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران
سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۶۷۳ تا ۶۸۸



سنگ‌زایی، ژئوشیمی و کانی‌شناسی ماگماتیسم ائوسن نوار افیولیتی شمال سبزوار

علیرضا شیرزادی[2]، محسن نصرآبادی*[1]، عباس آسیابانها[1]، سید جمال شیخ زکریایی[2]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)
۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات

(دریافت مقاله: ۹۳/۶/۲۶ ، نسخه نهایی: ۹۳/۱۰/۳۰)

چکیده: نوار افیولیتی شمال سبزوار مورد هجوم ماگماتیسم بازیک، حد واسط و اسیدی پساافیولیتی به‌شکل گنبد، و دایک و مخروط قرار گرفته‌اند. از نظر میکروسکوپی بافت نمونه‌های مورد بررسی پورفیری و تراکیتی است. فنوکریست‌های غالباً عبارتند از آمفیبول، فلدسپار و کلینوپیروکسن. همه‌ی پژوهشگرانی که به بررسی ماگماتیسم بازی تا اسیدی پساافیولیتی شمال سبزوار پرداخته‌اند بر پیدایش مرتبط با فرورانش آن‌ها اتفاق نظر دارند. رابطه زمانی و مکانی نزدیک ماگماتیسم بازیک، حدواسط و اسیدی بیانگر پیدایش یکسان آن‌هاست. مطابق نمودارهای دوتایی، ویژگی آداکیتی این نمونه‌های حاصل جدایش آمفیبول، تیتانیت و زیرکن است. وجود فنوکریست‌های آمفیبول و کانی‌های فرعی تیتانیت و زیرکن در نمونه‌های مورد بررسی نیز موید این امر است، با توجه به داده‌های فشارسنجی، جدایش آمفیبول در عمق معادل پوسته‌ی قاره‌ای میانی تا زیرین از ماگمای غنی از آب جزایر قوسی، سبب ایجاد شاخص-های ژئوشیمیایی آداکیتی در ماگمای نهایی داسیتی و ریولیتی شده است.

واژه‌های کلیدی: *گنبدهای حدواسط و اسیدی؛ آداکیتی؛ جدایش آمفیبول؛ نوار افیولیتی شمال سبزوار.*

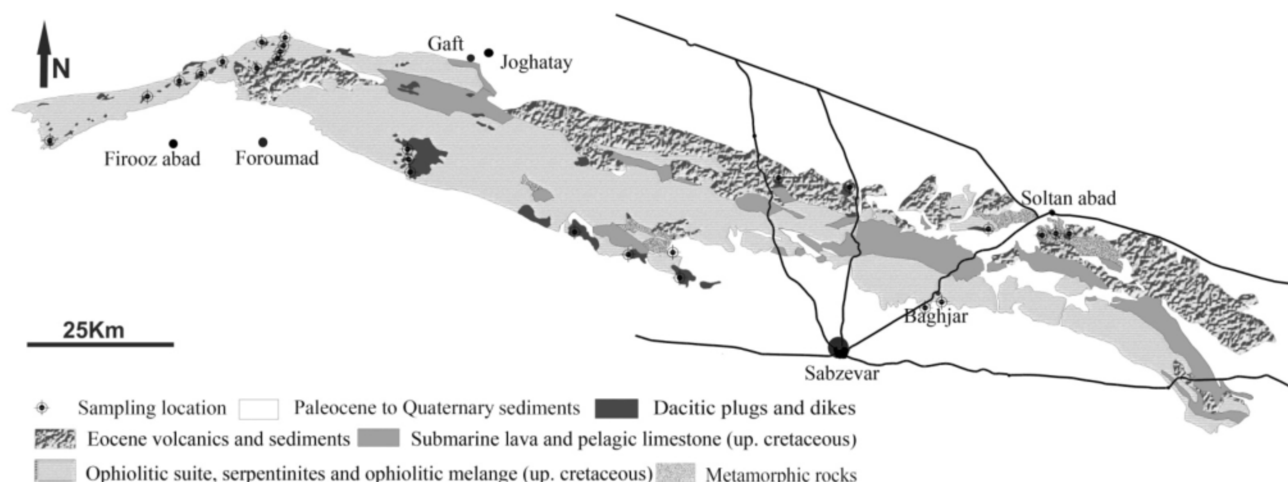
مقدمه

مجموعه‌ی افیولیتی شمال سبزوار با مساحت تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر مربع یکی از وسیع‌ترین مجموعه‌های افیولیتی ایران است (شکل ۱) [۲،۱]. این مجموعه افیولیتی بقایایی از حوضه-های اقیانوسی باریک واقع در شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی است (حوضه اقیانوسی سبزوار) که به‌صورت حوضه پشت قوس و در نتیجه زمین‌ساخت کششی حاصل از فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس به‌وجود آمده و با نابودی حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس و برخورد صفحه‌ی عربی با خرده قاره‌ی ایران مرکزی، حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار بسته شده و افیولیت‌های سبزوار جایگزین شده‌اند [۳-۹].

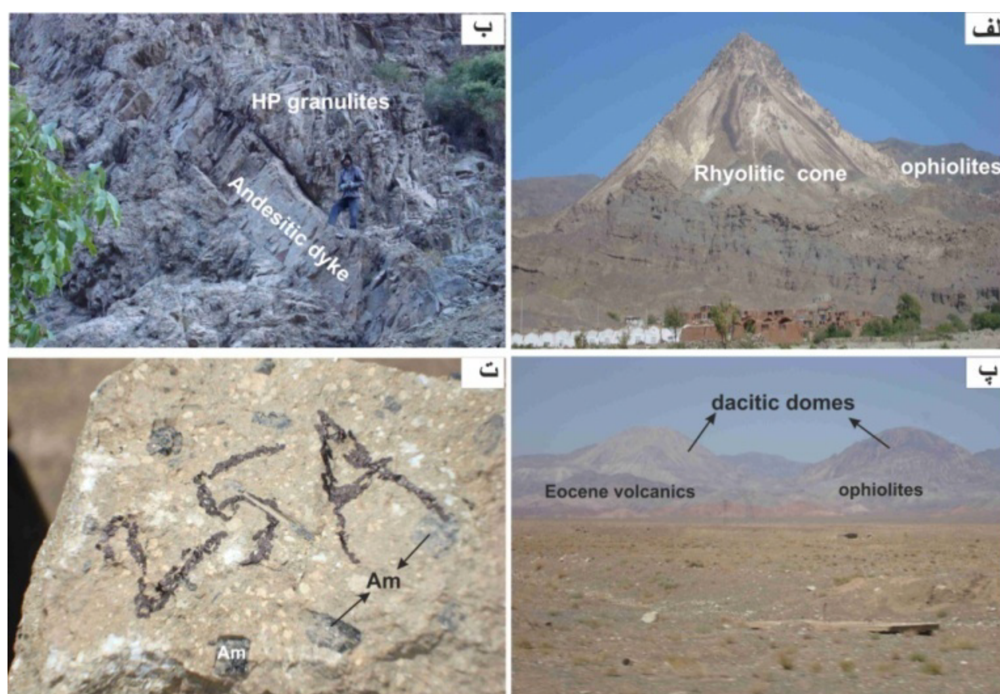
منطقه‌ی افیولیتی سبزوار نیز مانند اکثر نقاط ایران از هجوم ماگماتیسم ائوسن مصون نمانده است. از ویژگی‌های شاخص مجموعه افیولیتی سبزوار، تزریق مخروط، دایک و گنبدهای آتشفشانی اسیدی و حدواسط فراوان به داخل آن است (شکل‌های ۲ الف، ب، پ). بیشتر بررسی‌هایی که معطوف به این واحدهای سنگی بوده، پیدایش آن‌ها را با فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار وابسته دانسته [۱۰-۱۲] و با توجه به روابط صحرایی و سال‌سنجی پتاسیم-آرگن سنگ کل، سن آن‌ها را الیگوسن تا میوسن در نظر گرفته‌اند [۱۳،۱۲].

[۱۰] با وجود این‌که سنگ‌های آتشفشانی بازیک و حدواسط ائوسن و گنبدهای اسیدی جوان‌تر را محصول ماگماتیسم منطقه‌ی فرورانش در نظر گرفته‌اند ولی توزیع مکانی ماگما نسبت به موقعیت منطقه فرورانش را با تردیدهایی همراه دانسته و از طرفی با توجه به این که زمان فرورانش پیش از کرتاسه بالایی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۸۳۳۹۰۱۳۶۰ ، نمابر: ۰۲۸۳۳۸۷۰۰۴۰، پست الکترونیکی: nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از نوار افیولیتی شمال سبزوار با تغییرات از [۲،۱]. برونزد گنبدهای داسیتی و محل برداشت نمونه‌ها در شکل نشان داده شده‌اند.



شکل۲ دورنمایی از روابط صحرایی و نمونه‌ی دستی، سنگ‌های مورد بررسی. الف- برونزد مخروطی از نمونه‌های ریولیتی که به مجموعه افیولیتی شمال غرب سبزوار تزریق شده است. ب- دایک آندزیتی تزریق شده به سنگ‌های دگرگونی گرانولیت فشار بالا. پ- نمایی از گنبدهای داسیتی با توپوگرافی مرتفع نسبت به سنگ میزبان افیولیتی. ت- بیشتر نمونه‌ها دارای ساخت پورفیری، با فنوکریست آمفیبول و فلدسپار هستند.

است، حضور ماگماتیسم فروانش با سن ائوسن تا میوسن را غیر قابل توجیه می‌دانند لذا این پژوهندگان بر این باورند که نمی توان مدل ساده برخورد-فروانش را برای وقایع تکتونیکی و آتشفشانی روی داده در این منطقه بکار برد. اخیراً [۱۳] با بررسی ژئوشیمی سنگ‌های نیمه نفوذی شمال غربی سبزوار به وجود شاخص‌های آداکیتی آن‌ها پی برده و خاستگاه آن‌ها را ذوب بخشی اسلب اقیانوسی فرورو نسبت داده‌اند.

در این پژوهش سعی شده است که با بررسی ژئوشیمی سنگ کل و کانی‌شناسی ماگماتیسم حدواسط و اسیدی نوار افیولیتی شمال سبزوار، ضمن بررسی پیدایش ماگما، شرایط تبلور آن نیز بحث شود.

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری از برونزدهای گنبد، مخروط و دایک‌های آتشفشانی نوار افیولیتی شمال سبزوار و بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۱۳ نمونه که شواهد دگرسانی کمتری دارند انتخاب و برای آنالیز شیمیایی سنگ کل به‌روش ICP-MS به آزمایشگاه فعال‌سازی (Activation lab) انتاریوی کانادا ارسال شدند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ نگاری، تجزیه ریزپردازشی نقطه‌ای ۱۵۰ نقطه از کانی‌های گوناگون ۵ مقطع نازک با ریزپردازنده نوع Cameca SX100 در دانشگاه اشتوتگارت آلمان صورت گرفت. در طول آنالیز ریزپردازشی، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه 15KV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده‌اند. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) و به منظور براورد شرایط دما و فشار، از دما- فشارسنج‌های قراردادی استفاده شد.

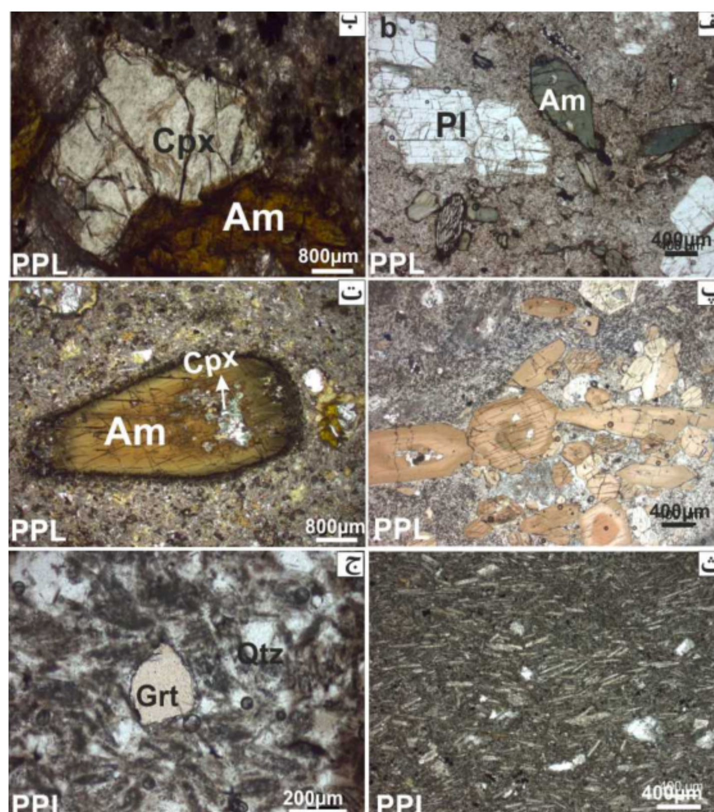
روابط صحرایی

ماگماتیسم پساافیولیتی شمال سبزوار به‌صورت مجموعه آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، گنبدهای اسیدی و حدواسط و دایک‌های بازیک تا حدواسط در دنباله‌ی افیولیتی و متابازیت-های مجموعه دگرگون سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار) برونزد دارند. گنبد و مخروط‌های مورد بررسی با ترکیب ریولیتی و داسیتی دارای توپوگرافی مرتفع مخصوصاً در بخش غربی نوار افیولیتی شمال سبزوار هستند (شکل‌های ۲ الف و پ) به-طوری‌که یک گنبد داسیتی بزرگ، سازنده‌ی مرتفع‌ترین نقطه-ی مجموعه افیولیتی با نام کوه گَر است در حالی‌که ماگمای آندزیتی و بازالت آندزیتی سازنده دایک‌های منطقه هستند. بیشتر گنبدهای داسیتی منطقه، دارای زنولیت‌های سرپانتینیتی با ابعاد متفاوت هستند. در بیشتر موارد تزریق گنبدهای داسیتی تاثیر گرمایی چندانی بر سنگ میزبان نداشت ولی در بعضی از نقاط مانند جنوب شرق سلطان‌آباد، سبب تبلور دوباره شیست‌های سبز موجود در هاله‌ی مجاورتی شده و ایجاد هورنفلس توده‌ای را به دنبال داشته است به‌طوری که در حال حاضر به‌عنوان سنگ نمای ساختمان استخراج می‌شود. از نظر ماکروسکوپی، رنگ نمونه‌های مورد بررسی از خاکستری تا روشن متغیر است و بیشتر بافت پورفیری دارند (شکل ۲ ت). فنوکریست‌ها از نوع فلدسپار، آمفیبول و به‌ندرت پیروکسن و در نمونه‌های اسیدی کوارتز هستند. در نمونه‌های دایک، تیغه‌های جهت یافته موجب پلاژیوکلاز با بافت تراکیتوئیدی شده است.

سنگ نگاری

در مقطع نازک، بافت نمونه‌های بازالت آندزیتی، آندزیتی و داسیتی مورد بررسی پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیرکسن است (شکل‌های ۳ الف، ب، پ و ت). از کانی‌های فرعی می‌توان به اسفن و آپاتیت اشاره کرد. در این نمونه‌ها زمینه‌ی بین فنوکریست‌ها متشکل از کانی‌های ریز بلور آمفیبول، میکرولیت پلاژیوکلاز، اکسیدهای آهن-تیتانیم و شیشه است و در بعضی موارد میکرولیت‌های جهت نیافته بین فنوکریست‌ها سازنده بافت نمدی هستند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن نمونه‌های مافیک‌تر به‌طور بخشی در حال تبدیل به آمفیبول قهوه‌ای هستند (شکل ۳ب).

انباشت آمفیبول به‌صورت بافت گلومروپورفیری در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ پ). محصولات ناشی از شکل گیری کانی‌های میکروسکوپی کدر عبارتند از فنوکریست‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و اکسیدهای فلزی (شکل ۳ ت). در هسته‌ی بعضی از آمفیبول‌ها ادخال کلینوپیروکسن دیده می-شود (شکل ۳ ت). بافت تراکیتی به‌صورت میکرولیت‌های موازی جهت یافته، مخصوصاً در نمونه‌های دایک نیز مشاهده شده است (شکل ۳ ث). بافت غیرتعادلی غربالی در پلاژیوکلاز تعدادی از نمونه‌ها نیز دیده شده. زمینه‌ی بین فنوکریست‌های فلدسپار پتاسیک و پلاژیوکلاز و کوارتز نمونه‌های ریولیتی، متشکل از شیشه و بلورهای ریز فلدسپار و کوارتز است. در بعضی از این نمونه‌ها، گارنت نیز مشاهده شد (شکل ۳ ج). نظر به این‌که سنگ میزبان مخروط‌های ریولیتی مورد بررسی، مجموعه‌ی افیولیتی عاری از گارنت است لذا خاستگاه زنوکریستی گارنت‌ها مورد تایید نیست. از نکات قابل توجه نبود بیوتیت در بیشتر نمونه‌هاست و در صورت وجود، به‌صورت بخشی یا کامل به وسیله کلریت جانشین شده است. با توجه به شاخص‌های شیمیایی، میکاهای سفید موجود در نمونه‌های مورد بررسی، حاصل سریسیت‌زایی بوده و خاستگاه ثانوی دارند. از دیگر محصولات دگرسان می‌توان از اپیدوت و کلریت نام برد.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های مورد بررسی. الف- در نمونه‌های داسیتی، فنوکریست‌ها بیشتر از نوع آمفیبول و تا اندازه‌ای فلدسپار هستند. ب- در نمونه‌های بازالت آندزیتی، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن به‌صورت بخشی به‌وسیله‌ی آمفیبول در حال جانشینی هستند. پ. بافت گلومروپورفیری متشکل از فنوکریست‌های آمفیبول قهوه‌ای با منطقه‌بندی ترکیبی در نمونه داسیتی. ت- فنوکریست آمفیبول با حاشیه‌ی واکنشی متشکل از اکسید آهن و پلاژیوکلاز در نمونه‌ی بازالت آندزیتی. ادخال‌هایی از جنس کلینوپیروکسن نیز در آمفیبول موجود است. ث- بافت تراکیتی در نمونه‌های دایک آندزیتی. ج- برخی از نمونه‌های ریولیتی دارای گارنت هستند.

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و دما-فشار، از کانی‌های دو نمونه بازالت آندزیتی، دو نمونه‌ی داسیتی و یک نمونه‌ی ریولیتی، ماگماتیسم پساافیولیتی شمال سبزوار، بیش از ۱۵۰ آنالیز ریزپردازشی نقطه‌ای صورت گرفت. نتایج آنالیز در جدول ۱ نمایش داده شده‌اند. در این بخش به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهد شد.

آمفیبول

با توجه به معیار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۱۴]، آمفیبول نمونه‌های بازالت آندزیتی و داسیتی مورد بررسی، از نوع کلسیک بوده است $({}^{B}Ca/{}^{B}Ca + Na) \geq 0.75$، و بنابر میزان تمرکز کاتیون‌های آلومینیم، آهن و تیتانیم جایگاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جایگاه A، بیشتر پارگازیت، ساداناجایت و چرماکیت نام دارند (شکل ۴).

فلدسپار

با توجه به نمودار رده‌بندی فلدسپار، در نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی، هر دو نوع فلدسپار پتاسیک (سانیدین) و پلاژیوکلاز (آلبیت، الیگوکلاز و آندزین) حضور دارند. ترکیب آلبیتی بعضی از بلورهای فلدسپار ممکن است ناشی از تاثیر فرایندهای سریسیت و سوسوریت‌زایی باشد. اما در نمونه‌های بازالت آندزیتی تنها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین و لابرادوریت موجود است.

گارنت

مهم‌ترین ویژگی ژئوشیمیایی گارنت موجود در نمونه ریولیتی غنی‌شدگی از سازنده‌ی اسپسارتین است. درصد ساختاری گارنت‌های آنالیز شده به قرار زیرند: اسپسارتین ۱۶ تا ۶۶ درصد، آلماندن ۳۰ تا ۵۶ درصد، گروسولار ۰/۵ تا ۱۶ درصد و پیروپ ۲ تا ۱۰ درصد. این گارنت‌ها با شواهد انحلال و

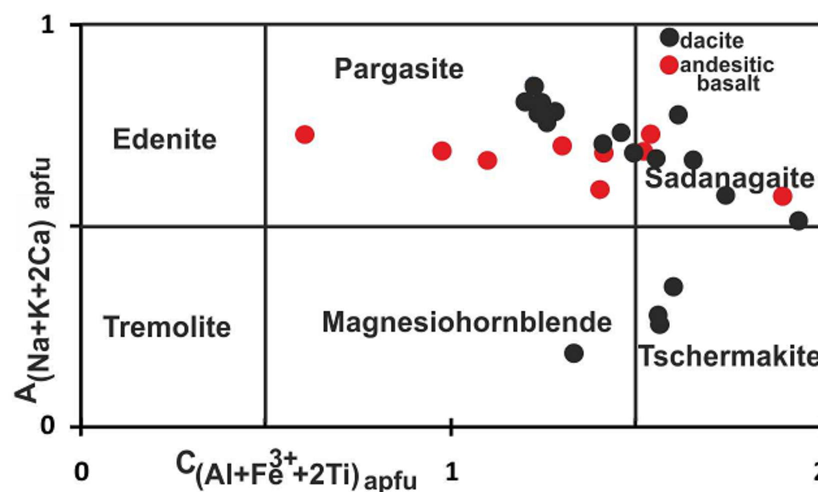
خوردگی، منطقه‌بندی ترکیبی روشنی نشان نمی‌دهند. [۱۵] گارنت غنی از اسپسارتین در ماگمای ریولیتی خاستگاه ماگمایی دارد و تبلور آن را به تمرکز بالای آلومینیم و انباشت مواد فرار در مایعات تفریق یافته نهایی نسبت داده‌اند.

جدول۱ نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی. فرمول ساختاری آمفیبول، کلینوپیروکسن، فلدسپار، آمفیبول، تیتانیت موسکویت، اپیدوت و گارنت به ترتیب بر اساس ۲۳، ۶، ۸، ۲۸، ۴، ۱۲، ۱۲٫۵ و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	18G (بازالت آندزیتی)			19C (بازالت آندزیتی)					24k (داسیت)				
کانی	آمفیبول	فلدسپار	پیروکسن	کلریت	آمفیبول	پیروکسن	فلدسپار	اپیدوت	آمفیبول	اپیدوت	تیتانیت	فلدسپار	
SiO_2	۴۱٫۶۲	۵۳٫۸۴	۵۰٫۳۸	۳۱٫۰۳	۳۹٫۸۹	۴۹٫۸۸	۵۱٫۰۷	۴۲٫۷۱	۴۰٫۰	۴۳٫۵۲	۳۱٫۱۷	۶۸٫۵۴	۶۰٫۳۷
TiO_2	۱٫۴۴	۰٫۰۸	۰٫۶۷	۰٫۰۱	۲٫۷	۰٫۸۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۲٫۹۳	۰٫۰۳	۳۱٫۱۹	۰٫۰	۰٫۰۲
Al_2O_3	۱۲٫۴۷	۲۷٫۸۶	۴٫۶۹	۱۵٫۴	۱۳٫۶۶	۴٫۷۴	۳۰٫۰۷	۱۹٫۰۶	۱۳٫۶۴	۲۲٫۸۸	۴٫۵۳	۱۹٫۰۵	۲۱٫۰۹
FeO^t	۱۳٫۸	۰٫۹۱	۵٫۷۱	۱۷٫۰۷	۱۳٫۹۸	۸٫۵۸	۰٫۷۶	۷٫۰۵	۱۵٫۲۸	۱٫۳۱	۲٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۲
MnO	۰٫۲۱	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۲۹	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۱۴	۰٫۰	۰٫۰۷	۰٫۰	۰٫۰۱
MgO	۱۳٫۸	۰٫۰۷	۱۵٫۷۳	۲۳٫۵۷	۱۳٫۳	۱۵٫۳۲	۰٫۰۹	۰٫۲۷	۱۱٫۶۱	۰٫۵	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۰۱
CaO	۱۰٫۸۵	۱۱٫۵۶	۲۱٫۶۵	۰٫۰	۱۰٫۷۹	۱۹٫۶	۱۳٫۷۵	۲۵٫۷۷	۱۱٫۱۸	۲۶٫۴۶	۲۸٫۳۷	۰٫۱	۱۰٫۵۵
Na_2O	۲٫۷	۵٫۲۴	۰٫۴۱	۰٫۰	۲٫۸۷	۰٫۴۹	۳٫۷۲	۰٫۰۵	۲٫۶۱	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۱۱٫۹۳	۶٫۷۳
K_2O	۰٫۳۸	۰٫۱۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۳۳	۰٫۰	۰٫۱۱	۰٫۰	۰٫۷۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۹	۰٫۰۳
Total	۹۷٫۲۷	۹۹٫۷۷	۹۹٫۳۸	۸۷٫۳۷	۹۷٫۶۶	۹۹٫۶۸	۹۹٫۶۷	۹۴٫۹۲	۹۸٫۱۱	۹۴٫۷۷	۹۷٫۴۱	۹۹٫۸۲	۹۸٫۸۳
Si	۶٫۰۸	۲٫۴۵	۱٫۸۵	۶٫۲۵	۵٫۸۳	۱٫۸۴	۲٫۳۳	۳٫۴۴	۵٫۹۱	۳٫۴۵	۱٫۰	۳٫۰	۲٫۷۵
Ti	۰٫۱۵	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۲۹	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۳۲	۰٫۰	۰٫۷۵	۰٫۰	۰٫۰
AlIV	۱٫۹۱		۰٫۱۴	۱٫۷۴	۲٫۱۶	۰٫۱۵		۱٫۸	۲٫۰۸	۲٫۱۴	۰٫۱۷		
AlVI	۰٫۲۳	۱٫۴۹	۰٫۰۶	۱٫۹	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۱٫۶۲		۰٫۲۸			۰٫۹۸	۱٫۱۴
Fe^{3+}	۱٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰	۱٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۴۲	۰٫۷۱	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰	۰٫۰
Fe^{2+}	۰٫۴۵	۰٫۰	۰٫۰۹	۲٫۸۷	۰٫۴۸	۰٫۱۶	۰٫۰	۰٫۰	۱٫۰۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mg	۳٫۰	۰٫۰	۰٫۸۶	۷٫۰۷	۲٫۹	۰٫۸۴	۰٫۰	۰٫۰	۲٫۵۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Ca	۱٫۷	۰٫۵۶	۰٫۸۵	۰٫۰	۱٫۶۹	۰٫۷۷	۰٫۶۷	۲٫۲۲	۱٫۷۷	۲٫۲۵	۰٫۹۷	۰٫۰	۰٫۵۱
Na	۰٫۷۶	۰٫۴۶	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۸۱	۰٫۰۳	۰٫۳۳	۰٫۰	۰٫۷۴	۰٫۰۱	۰٫۰	۱٫۰۱	۰٫۶
K	۰٫۰۷	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۶	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Sum	۱۵٫۴۷	۴٫۹۹	۳٫۹۵	۱۹٫۸۸	۱۵٫۵۲	۳٫۸۹	۴٫۹۷	۷٫۹۱	۱۵٫۳۱	۷٫۹۲	۲٫۹۳	۴٫۹۹	۵٫۰
Mg#	۸۶		۹۰	۷۱	۸۵	۸۳			۶۹				
Na_B	۰٫۳۷				۰٫۳۸				۰٫۳۱				
Ab		۴۴٫۷					۳۲٫۶					۹۸٫۹	۵۳٫۵
An		۵۴٫۵					۶۶٫۶					۰٫۵	۴۶٫۳
Or		۰٫۸					۰٫۸					۰٫۵	۰٫۲
Xps								۱۹				۶۸٫۵۴	۶۰٫۳۷
Di			۶۶			۵۳						۰٫۰	۰٫۰۲
Hd			۷			۱۰						۱۹٫۰۵	۲۱٫۰۹
Opx			۱۱			۱۸						۰٫۱۱	۰٫۰۲
Ts			۱۲			۱۲						۰٫۰	۰٫۰۱

ادامه **جدول۱**

نمونه	27C (داسیت)			26C(ریولیت)								
کانی	آمفیبول	فلدسپار		گارنت				فلدسپار			کلریت	موسکویت
				مرکز		حاشیه						
SiO_2	۴۴٫۳۵	۶۴٫۷۵	۶۱٫۵۲	۳۵٫۰۲	۳۵٫۳	۳۶٫۶۶	۳۶٫۷۲	۶۶٫۰۳	۶۴٫۴	۶۳٫۴	۲۵٫۶۳	۴۵٫۸۲
TiO_2	۱٫۵۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Al_2O_3	۱۱٫۳۷	۸۲۱۷	۲۲٫۹۹	۲۱٫۰۳	۲۰٫۸۶	۲۰٫۷۷	۲۰٫۷۶	۲۰٫۶۵	۱۷٫۸۴	۲۲٫۰	۱۹٫۴۶	۳۳٫۵۴
FeO^t	۱۳٫۰۰	۰٫۰	۰٫۲۴	۱۹٫۳۹	۱۶٫۰۶	۲۸٫۴۸	۲۸٫۸۸	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۳۱٫۴۶	۲٫۰۶
MnO	۰٫۱۵	۰٫۰	۰٫۰	۲۳٫۸۴	۲۷٫۶۴	۷٫۱۵	۷٫۴۱	۰٫۰	۰٫۰۴	۰٫۰	۲٫۵۸	۰٫۰۷
MgO	۱۳٫۹۳	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۸۵	۰٫۵۱	۲٫۳۴	۲٫۳۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۷٫۸۵	۰٫۷
CaO	۱۱٫۰۴	۰٫۱۷	۵٫۵۱	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۵٫۵۳	۵٫۲۵	۱٫۹	۰٫۰۲	۳٫۶۳	۰٫۰	۰٫۰۵
Na_2O	۱٫۸۳	۱٫۵۲	۸٫۶۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۱۰٫۵۶	۰٫۳۷	۹٫۴۵	۰٫۰	۱٫۰۶
K_2O	۰٫۳۲	۱۴٫۵۳	۰٫۲۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۹۱	۱۶٫۸۱	۱۶٫۷۴	۰٫۰	۹٫۷۲
Total	۹۷٫۵۸	۹۹٫۰۳	۹۹٫۱۸	۱۰۰٫۴۱	۱۰۰٫۷۳	۱۰۱٫۲	۱۰۱٫۵۹	۱۰۰٫۱۱	۹۹٫۸۷	۹۹٫۱۶	۸۷٫۰۴	۹۳٫۰۵
Si	۶٫۴	۳٫۰۲	۲٫۷۵	۲٫۸۷	۲٫۸۹	۲٫۹۱	۲٫۹۱	۲٫۹۱	۲٫۹۹	۲٫۸۲	۵٫۶۹	۶٫۲۵
Ti	۰٫۱۷	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰
AlIV	۱٫۵۹	۰٫۹۸	۱٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۱٫۰۷	۰٫۹۷	۱٫۱۵	۲٫۳	۱٫۷۴
AlVI	۰٫۳۴			۱٫۹	۱٫۹	۱٫۸۶	۱٫۸۵				۲٫۷۹	۳٫۶۵
Fe^{3+}	۰٫۹۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۲۲	۰٫۲	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Fe^{2+}	۰٫۵۵	۰٫۰	۰٫۰	۱٫۰۸	۰٫۸۷	۱٫۶۳	۱٫۶۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۵٫۸۴	۰٫۲۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۱٫۶۵	۱٫۹۱	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۴۸	۰٫۰
Mg	۲٫۹۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۲٫۶	۰٫۱۴
Ca	۱٫۷	۰٫۰	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۰۹	۰٫۰	۰٫۱۷	۰٫۰	۰٫۰
Na	۰٫۵۱	۰٫۱۴	۰٫۷۵	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۹	۰٫۰۳	۰٫۸۱	۰٫۰	۰٫۲۸
K	۰٫۰۵	۰٫۸۷	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۵	۰٫۹۹	۰٫۰۲	۰٫۰	۱٫۶۹
Sum	۱۴٫۸۸	۵٫۰۱	۴٫۹۸	۷٫۹۵	۸٫۵	۷٫۹۵	۷٫۹۴	۵٫۰۲	۴٫۹۸	۴٫۹۷	۱۹٫۷	۱۳٫۹۸
Mg#	۸۴			۹	۷	۱۴	۱۴					
Na_B	۰٫۳۳											
Ab		۱۴	۷۳٫۱					۸۶	۳	۸۱		
An		۱	۲۵٫۷					۹	۰٫۵	۱۷		
Or		۸۵	۱٫۲					۵	۹۶٫۵	۲		
Grs				۰٫۵	۰٫۷	۱۶	۱۵					
Pyp				۳	۲	۱۰	۱۰					
Alm				۳۸	۳۰	۵۶	۵۶					
Sps				۵۸	۶۶	۱۶	۱۷					
Ms												۷۰
Cel												۱۲
Pg												۱۴



شکل ۴ بنابر نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۱۴] آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، عمدتاً از نوع پارگازیت و سادانجایت هستند.

محاسبه‌ی دما و فشار تبلور ماگما

الف دما- فشارسنجی آمفیبول

به‌واسطه دامنه‌ی پایداری گسترده آمفیبول (فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد)، این کانی از اهمیت ویژه‌ای در محاسبه‌ی دما و فشار توده‌های آتشفشانی و نفوذی آهکی قلیایی نوارهای کوهزایی برخوردار است [۱۶]. ترکیب شیمیایی این کانی، تحت تاثیر عوامل فشار، دما، ترکیب شیمیایی گدازه، گریزندگی اکسیژن و میزان آب موجود در ماگماست [۱۸،۱۷]. یک رابطه خطی مستقیم بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور ماگما، بررسیهای آزمایشگاهی بسیاری از پژوهشگران به اثبات رسیده است [۱۸-۲۴]. به‌واسطه‌ی این رابطه، دما- فشارسنجی آمفیبول توده‌های نفوذی و آتشفشانی، به‌منظور براورد عمق تبلور و جایگزینی و دمای انجماد ماگما مورد استفاده قرار می-گیرد. اخیراً [۱۹] با استفاده از ترکیب آمفیبول، علاوه بر دما- فشارسنجی، ارزیابی‌هایی با استفاده از گریزندگی اکسیژن، میزان آب و ترکیب گدازه انجام داده‌اند. میانگین کاتیون‌های آلومینیم موجود در آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی، از ۱٫۹۳ تا ۲٫۳۵ و میزان کاتیون‌های تیتانیوم از ۰٫۱۵ تا ۰٫۳۲ متغیر است. این مقادیر آلومینیم و تیتانیم معادل فشار ۴٫۷ تا ۹٫۰۵ کیلوبار و دمای ۷۵۱ تا ۱۰۰۵ درجه‌ی سانتی‌گراد است که به روش-های مختلف دما- فشارسنجی محاسبه شده‌اند (جدول ۲). لازم به یاد آوری است که فشارسنجی آمفیبول به‌روش [۱۹]، به‌طور متوسط به میزان ۲ کیلوبار فشار کمتری را نسبت به‌روش‌های فشارسنجی نشان می‌دهد. [۲۳] خاطرنشان کرده‌اند که در دما-فشارسنجی آمفیبول به‌روش [۱۹]، فشار محاسبه شده نسبت به دما سازگاری کمتری با داده‌های حاصل از بررسی‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهد لذا کالیبراسیون‌های انجام شده به-وسیله آن‌ها دماسنجی معتبرتری محسوب می‌شود. با استفاده از ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی و به کارگیری روش [۱۹] میزان آب موجود در ماگمای سازنده‌ی نمونه‌های مورد بررسی، ۶ تا ۸ درصد برآورد شده است. دماسنجی صورت گرفته به-روش [۱۹] برای نمونه‌های مورد بررسی غیر از داسیت شماره 27C، دمای بالاتر از ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. در یک ماگمای محتوی ۶ تا ۸ درصد آب، به‌واسطه‌ی تاخیر در تبلور پلاژیوکلاز، ضمن افزایش گستره‌ی پایداری آمفیبول، تشکیل این کانی از یک گدازه غنی از آلومینیم صورت گرفته و در نتیجه دمای تبلور محاسبه شده بالاتر از مقادیر واقعی است [۲۵]. چنانکه که در بخش‌های آینده نشان خواهیم داد، شکل-گیری‌های ماگمایی منطقه بیشتر متاثر از فرایند جدایش آمفیبول بوده است. تفاوت‌هایی دمایی محاسبه شده برای نمونه‌های مختلف ممکن است ناشی از تغییرات ترکیبی گدازه طی مراحل مختلف جدایش آمفیبول باشد. با توجه به شباهت ترکیبی آمفیبول نمونه‌ی داسیتی 24K و انواع بازالت آندزیتی، دامنه‌ی دمایی محاسبه شده با دماسنجی آمفیبول [۱۹] برای این نمونه تقریباً مشابه نمونه‌های بازالت آندزیتی است. این امر

بیان‌گر آن است که آمفیبول موجود در ماگمای داسیتی فاز تبلور یافته ماگمای بازیک‌تر اتاق ماگمایی عمقی است که با وجود انجام فرایند تفریق در ماگمای داسیتی شکل گرفته نهایی باقی مانده است. لذا مقادیر دما و فشار محاسبه شده به‌وسیله‌ی آمفیبول‌های ماگمایی این گونه نمونه‌ها، معادل دما و فشار تبلور فاز آمفیبول در ماگمای مادر اتاق ماگمایی عمیق بوده و بازگوکننده‌ی دمای انجماد و عمق جایگزینی و تزریق توده‌های نیمه نفوذی اسیدی منطقه نیست. وجود هاله‌ی مجاورتی در اطراف بعضی از توده‌ها و تمرکز آمفیبول در حاشیه‌ی خارجی بعضی از توده‌های نیمه نفوذی به‌صورت حاشیه‌ی سرد شده بیانگر جایگزینی نیمه عمیق یا سطحی توده‌های نیمه نفوذی مورد بررسی است.

ب- دماسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز

روش دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز، یکی از مهم‌ترین روش‌های تعیین دمای انجماد ماگما است. دماهای حاصل از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز [۲۶] در جدول ۲ ارائه شده‌اند. هر دو کانی ادخال آمفیبول موجود در فنوکریست پلاژیوکلاز به منظور دماسنجی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در دامنه فشار ۸ کیلوبار دمای به‌دست آمده از ۷۵۱ تا ۱۰۰۷ درجه‌ی سانتی‌گراد تغییر می‌کند.

دمای بالای محاسبه شده از این روش نیز احتمالاً معرف تبلور آمفیبول و پلاژیوکلاز در ماگمای با دمای بالای اتاق ماگمایی عمقی است.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل ۱۳ نمونه از دایک و گنبدهای منطقه (جدول ۳) نشان‌دهنده‌ی مقدار سیلیس ۵۲٫۸۴ تا ۷۴٫۲۸ درصد و فراوانی آلومینیم (۱۴٫۶۴ تا ۱۸٫۹۵ درصد) در آن‌هاست. میزان سدیم از ۳٫۳۵ تا ۵٫۶۴ درصد و پتاسیم از ۰٫۲۸ تا ۳٫۷۱ متغیر است. نسبت سدیم به پتاسیم از ۱٫۴۸ تا ۱۱٫۹۶ است.

بنابر نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین [۲۷] نمونه‌های مورد بررسی، دارای طیف ترکیبی بازالت آندزیتی تا ریولیت هستند (شکل ۵ الف). در نمودار دوتایی K_2O-SiO_2 [۲۸] بیشتر نمونه‌ها از نوع پتاسیم متوسط هستند (شکل ۵ ب).

جدول ۲ نتایج دماسنجی آمفیبول، آمفیبول- پلاژیوکلاز و فشارسنجی آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی.

P (±3 kbar) = -3.92 + 5.03 Altot, r_2 = 0.80 [۲۰]

P (±1 kbar) = -4.76 + 5.64 Altot, r_2 = 0.97 [۲۱]

P (±0.5 kbar) = -3.46 + 4.23 Altot, r_2 = 0.99 [۲۲]

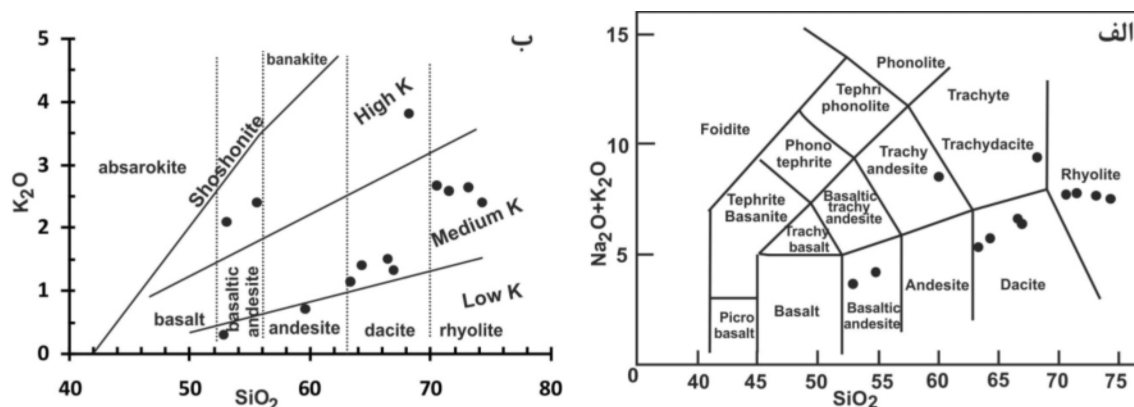
P (±0.6 kbar) = -3.01 + 4.76 Altot, r_2 = 0.99 [۲۳]

P(±0.6 kbar) = 4.76 Altot - 3.01 - {[(T°C) - 675]/85}×{0.530 Al + 0.005294 [T (°C) - 675]}, r_2 = 0.99 [۲۴]

نمونه	دماسنجی		فشار سنجی آمفیبول					
	آمفیبول	آمفیبول- پلاژیوکلاز						
	[۱۹]	[۲۶]	[۲۰]	[۲۱]	[۲۲]	[۲۳]	[۲۴]	[۱۹]
18G بازالت آندزیتی	۹۶۱-۹۶۲	۸۳۲-۹۱۰ At 8Kb:	۶٫۳-۶٫۸	۶٫۷-۷٫۳	۵٫۱-۵٫۵۹	۶٫۷-۷٫۱۷	۶٫۷۲	۴٫۸-۵٫۱
19C بازالت آندزیتی	۹۹۷-۱۰۰۵	At 8Kb: T=۹۹۳-۱۰۰۷	۷٫۵۴-۸٫۴	۸٫۰۹-۹٫۰۵	۶٫۱۸-۶٫۹	۷٫۸۴-۸٫۶۵	۸٫۱	۵٫۴-۵٫۵۱
24K داسیت	۹۷۸-۹۹۸	At 8kb: T=۹۱۷	۷٫۱۹-۷٫۹۵	۷٫۷-۸٫۵	۵٫۸۸-۶٫۵۲	۷٫۵۵-۸٫۲۲	۸٫۲	۵٫۹-۶٫۰۵
27C داسیت	۸۹۷-۹۰۶	At 8kb: T=۷۵۱-۷۹۰	۵٫۷۸-۶٫۹۴	۶٫۱۲-۷٫۴۲	۴٫۷۱-۵٫۶۷	۶٫۱۷-۷٫۲۷	۶٫۱۱	۴-۴٫۰۴

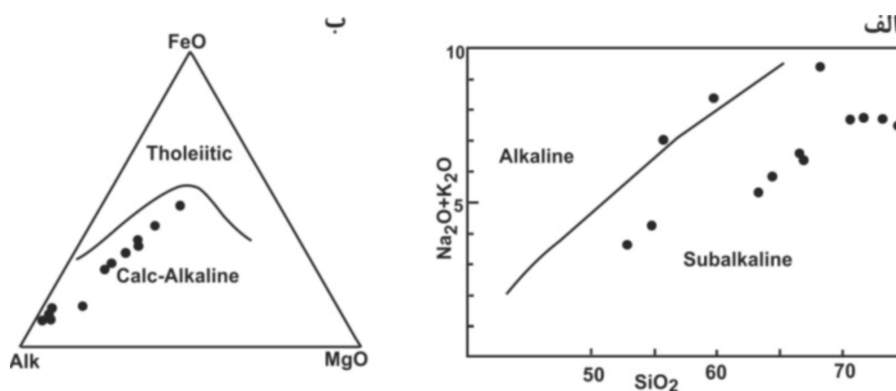
جدول ۳

	Sz7c	Sz18d	D1	Sz29a	I35	Sz1a	D21	Sz27a	Sz38a	Sz20c	Sz21	Sz34	Sz26
SiO_2	۵۲٫۸۴	۵۳٫۰۲	۵۵٫۶	۵۹٫۵۹	۶۳٫۲۳	۶۴٫۳۶	۶۶٫۴۷	۶۶٫۸۷	۶۸٫۱۵	۷۰٫۵۱	٫۵۱	۷۳٫۰۷	۷۴٫۲۸
TiO_2	۰٫۸۴	۰٫۷۵۸	۰٫۷۹۲	۰٫۵۲۱	۰٫۳۵	۰٫۳۳۵	۰٫۲۵۹	۰٫۳۰۳	۰٫۲۸۱	۰٫۰۷۵	٫۱۰۳	۰٫۰۹۹	۰٫۰۱۲
Al_2O_3	۱۷٫۵۲	۱۷٫۴	۱۸٫۹۵	۱۶٫۲۶	۱۶٫۹۵	۱۶٫۵۵	۱۷٫۶۱	۱۵٫۸۲	۱۵٫۱۶	۱۵٫۵۹	٫۲۹	۱۴٫۶۴	۱۵٫۳۶
FeO*	۹٫۱۴	۶٫۳۴	۷٫۱۹	۵٫۸۶	۴٫۱۳	۳٫۵۸	۲٫۹	۳٫۰۴	۱٫۷۶	۰٫۹۸	۱٫۲۷	۰٫۹۱	۰٫۸۶
MnO	۰٫۲۷۱	۰٫۱۱۱	۰٫۱۴۲	۰٫۱۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶۴	۰٫۱۲۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۵	٫۰۶۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۷
MgO	۴٫۳۲	۵٫۶۶	۳٫۲۸	۳٫۱۷	۱٫۸۴	۱٫۶۷	۱٫۳۳	۱٫۳۵	۱٫۳۷	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۱۷
CaO	۸٫۹۲	۴٫۶۳	۴٫۹۹	۳	۴٫۷۳	۴٫۵	۳٫۷	۳٫۴	۱٫۷۴	۱٫۹۴	۲٫۰۴	۰٫۸۳	۱٫۴۹
Na_2O	۳٫۳۵	۵٫۳۳	۴٫۶۳	۷٫۷	۴٫۲۱	۴٫۴۴	۵٫۱۱	۵٫۱۶	۵٫۶۴	۵٫۰۳	۵٫۲۳	۵٫۰۹	۵٫۱۳
K_2O	۰٫۲۸	۲٫۱۱	۲٫۴۲	۰٫۷۲	۱٫۱۴	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۳۴	۳٫۸۱	۲٫۶۸	۲٫۶	۲٫۶۳	۲٫۴۱
P_2O_5	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۴	۰٫۱۶	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۴
LOI	۰٫۸	۳٫۱۴	۲٫۵۷	۱٫۳۲	۲٫۷۴	۲٫۸۵	۱٫۶۶	۱٫۱۶	۱٫۲۱	۱٫۵۲	۰٫۵۶	۰٫۹۹	۰٫۵۵
Totale	۹۸٫۴۶	۹۸٫۷۳	۱۰	۹۸٫۴	۹۹٫۶۲	۹۹٫۹۴	۱۰۰٫۹	۹۸٫۶۳	۹۹٫۲۴	۹۸٫۶۵	٫۹۵	۹۸٫۶۷	۱۰۰٫۴
Sc	۲۸	۱۷	۱۰	۱۵	۶	۶	۳	۶	۴	<۱	<۱	۱	<۱
Be	<۱	۱	۲	<۱	<۱	<۱	۱	<۱	۱	۲	۲	۱	۲
V	۲۶۴	۱۴۱	۱۰۳	۱۲۸	۷۳	۷۴	۲۷	۵۸	۶۲	۹	۱۲	۶	<۵
Cr	۳۰	۱۸۰	<۲۰	۸۰	<۲۰	<۲۰	۵۰	۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Co	۲۶	۲۲	۱۷	۱۷	۸	۸	۵	۶	۵	<۱	<۱	<۱	<۱
Ni	<۲۰	۷۰	<۲۰	۳۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	۱۲۰	۴۰	۴۰	۳۰	۵۰	<۱۰	<۱۰	۲۰	۹۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Zn	۸۰	۶۰	۱۲۰	۱۱۰	۵۰	۴۰	۶۰	۵۰	<۳۰	<۳۰	<۳۰	<۳۰	۹۰
Ga	۱۹	۱۸	۲۰	۱۹	۱۵	۱۵	۱۶	۱۸	۱۸	۱۸	۱۸	۱۵	۲۰
Rb	۶	۳۳	۴۷	۵	۲۵	۲۷	۲۹	۲۵	۶۰	۵۳	۵۵	۵۴	۵۲
Sr	۳۵۵	۸۱۱	۵۲۶	۲۲۹	۸۰۰	۷۰۵	۵۸۳	۴۹۲	۵۴۳	۷۷۳	۸۱۳	۳۵۶	۲۹۱
Y	۱۹٫۹	۱۴٫۷	۲۳٫۱	۱۴٫۷	۶٫۲	۶٫۶	۱۰	۸٫۲	۲٫۳	۲.۸	۳٫۳	۵٫۲	۴٫۶
Zr	۸۲	۱۱۲	۲۰۴	۷۸	۷۹	۷۷	۱۲۴	۷۶	۷۶	۴۷	۵۸	۷۱	۲۴
Nb	۱٫۷	۶٫۳	۱۲٫۳	۲٫۳	۶٫۲	۶٫۲	۸	۴٫۳	۰٫۶	۴٫۸	۴٫۷	۶٫۱	۹٫۶
Sb	۰٫۳	۰٫۳	۱٫۸	۰٫۴	<۰٫۲	<۰٫۲	۰٫۸	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲
Cs	۰٫۴	۰٫۶	۱٫۵	۰٫۰۸	۱٫۳	۰٫۴	۰٫۲۵	۰٫۲	۰٫۹	۱٫۳	۰٫۶	۰٫۹	۱٫۱
Ba	۱۰۶	۴۲۵	۲۳۸	۷۸	۲۹۴	۲۹۹	۳۲۱	۲۷۲	۵۷۹	۴۴۶	۴۲۴	۳۹۵	۳۲۷
La	۷٫۵۸	۱۱٫۳	۱۸٫۳	۶٫۷۵	۱۴٫۳	۱۴٫۷	۲۰٫۵	۱۲٫۵	۵٫۳۷	۲٫۷۲	۵٫۱۱	۱۸٫۴	۲٫۸۸
Ce	۱۷٫۳	۲۲٫۶	۳۷٫۹	۱۴٫۶	۲۳٫۷	۲۴	۳۹٫۱	۲۲٫۲	۱۰٫۶	۵٫۰۹	۹٫۰۳	۲۹٫۶	۴٫۷
Pr	۲٫۵۷	۲٫۹۳	۴٫۵۳	۲٫۱۴	۲٫۶۲	۲٫۷۵	۳٫۸۱	۲٫۵۳	۱٫۴۱	۰٫۶۳	۱٫۱۱	۳٫۱۹	۰٫۶
Nd	۱۱٫۹	۱۲٫۱	۱۷٫۷	۹٫۸	۹٫۶	۹٫۷۸	۱۲	۹٫۶۴	۵٫۹۱	۲٫۳۱	۴٫۱۴	۱۰٫۱	۲٫۶۴
Sm	۳٫۰۹	۲٫۷۸	۴٫۰۷	۲٫۵	۱٫۷۲	۱٫۷۲	۲٫۴	۱٫۶۹	۱٫۱۴	۰٫۵۴	۰٫۸۱	۱٫۵۹	۰٫۹۳
Eu	۰٫۹۸۷	۰٫۸۸۹	۱٫۳۹	۰٫۷۴۵	۰٫۵۶۳	۰٫۵۶۴	۰٫۷۷	۰٫۵۲۹	۰٫۳۲۹	۰٫۱۷۲	٫۲۳۴	۰٫۴۴۷	۰٫۳۲۹
Gd	۳٫۳۵	۲٫۹۸	۴٫۰۳	۲٫۵۵	۱٫۴۵	۱٫۴۲	۱٫۹	۱٫۶	۰٫۸۹	۰٫۴۲	۰٫۶۶	۱٫۴۷	۱٫۱۳
Tb	۰٫۶	۰٫۴۶	۰٫۶۶	۰٫۴۴	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۳	۰٫۲۶	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۱۹	۰٫۱۶
Dy	۳٫۷۷	۲٫۷۵	۳٫۸۸	۲٫۶۹	۱٫۲	۱٫۲۷	۱٫۶	۱٫۴۴	۰٫۵۳	۰٫۴۲	۰٫۵۲	۰٫۹۷	۰٫۷۸
Ho	۰٫۷۳	۰٫۵۱	۰٫۷۸	۰٫۵۴	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۳	۰٫۲۶	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۱۱
Er	۲٫۰۲	۱٫۴۶	۲٫۲۵	۱٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۶۴	۱٫۱	۰٫۷۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۴۹	۰٫۲۲
Tm	۰٫۳۰۳	۰٫۲۱۹	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۱۰۶	۰٫۰۹۵	۰٫۱۸	۰٫۱۰۷	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۸	٫۰۳۸	۰٫۰۷۸	۰٫۰۲۶
Yb	۲٫۱۶	۱٫۴۲	۲٫۱۳	۱٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۶۴	۱٫۳	۰٫۶۷	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۵۴	۰٫۱۵
Lu	۰٫۳۲۶	۰٫۲۱۷	۰٫۳۴۴	۰٫۲۵۳	۰٫۱۳۲	۰٫۱۱۷	۰٫۲	۰٫۱۱۹	۰٫۰۳	۰٫۰۳۷	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۲۲
Hf	۲	۲٫۴	۳٫۸	۲٫۱	۱٫۹	۱٫۸	۳٫۳	۲٫۱	۲٫۱	۱٫۷	۱٫۸	۲٫۲	۱٫۴
Ta	۰٫۱۱	۰٫۴۶	۰٫۷۸	۰٫۲۱	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۶	۰٫۳۴	۰٫۱	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۶۱	۰٫۹۸
Tl	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۲۹	<۰٫۰۵	۰٫۲۲	۰٫۱۲	۰٫۲	۰٫۱۳	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۳۱
Pb	۴	۲	۱۹	۳	۱۳	۹	۶	۶	۱۳	۱۱	۱۱	۷	۱۲
Bi	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۳	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۴	<۰٫۱	۰٫۲	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Th	۱٫۱۵	۱٫۷۹	۲٫۴۴	۱٫۰۶	۳٫۰۵	۳٫۱۱	۳٫۴	۲٫۹۴	۲٫۳۵	۰٫۷۸	۱٫۴۴	۶٫۱	۰٫۴۹
U	۰٫۳۹	۰٫۵۳	۰٫۷۴	۰٫۴۳	۰٫۹	۰٫۸۸	۰٫۸	۱٫۰۲	۱٫۱۴	۱٫۱۳	۱٫۱	۱٫۶۲	۱٫۵۱

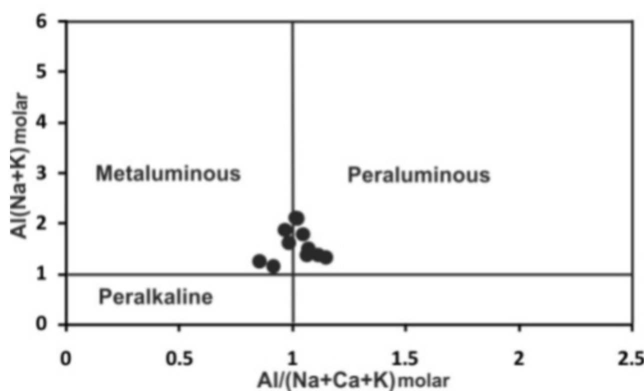


شکل ۵ الف- بنابر نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین [۲۷] در گستره‌ی ترکیبی بازالت آندزیتی تا ریولیت قرار دارند. ب- بنابر نمودار دوتایی K_2O-SiO_2 [۲۸] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی از نوع پتاسیم متوسط هستند.

بنابر نمودار دوتایی قلیایی- سیلیس [۳۰،۲۹] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی از نوع نیمه قلیایی هستند (شکل ۶الف) و با توجه به نمودار سه تایی AFM [۳۰] سری ماگمایی آن‌ها آهکی- قلیایی است (شکل ۶ب). از نظر میزان آلومین و عناصر قلیایی [۳۱]، نمونه‌های داسیتی و ریولیتی دارای ماهیت پرآلومین هستند [۳۲] (شکل ۷).



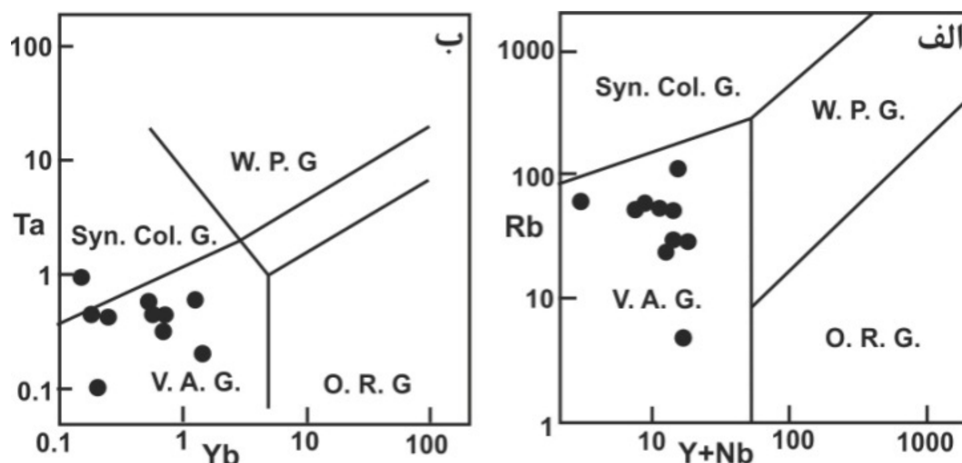
شکل ۶ الف- با توجه با نمودار دوتایی قلیایی نسبت به سیلیس [۳۰،۲۹] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی نیمه قلیایی هستند. ب- در نمودار سه تایی جدا کننده سری ماگمایی توله‌ایتی از آهکی- قلیایی [۳۰] نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آهکی قلیایی قرار دارند.



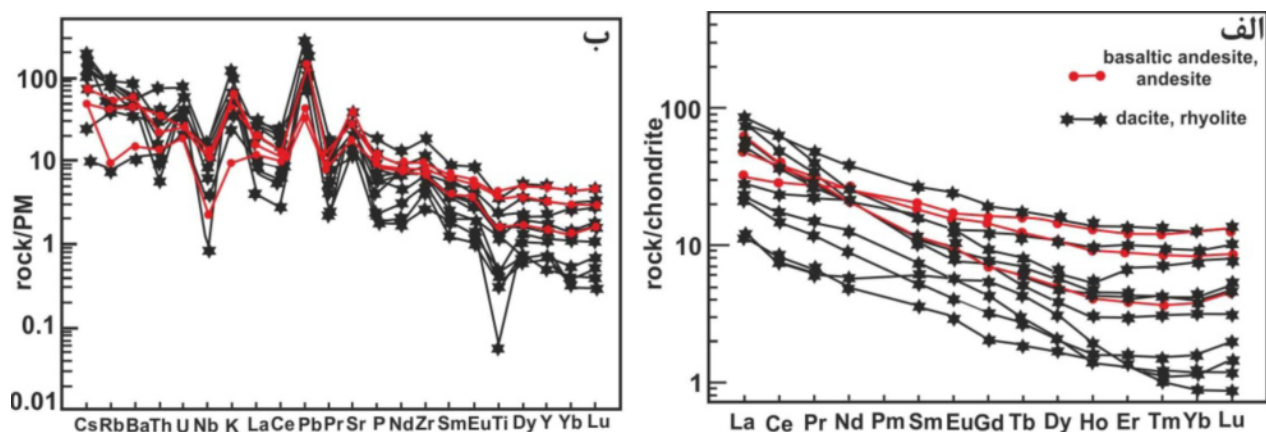
شکل ۷ بنابر نمودار [۳۲] نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی منطقه ماهیت متاآلومین تا نسبتاً پرآلومین دارند.

در نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی گرانیت [۳۲]، نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی به محیط قوس آتشفشانی وابسته‌اند (شکل ۸). با توجه به نمودار عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۳] الگوی جدا شده‌ای به‌صورت غنی‌شده از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین (La/Yb = ۳-۳۴) به شکل تقریباً لیستریک یا قاشقی مشاهده می‌شود (شکل ۹ الف). الگوی عناصر نادر خاکی، نمونه‌های آندزیت بازالتی و آندزیتی، مشابه انواع داسیتی و ریولیتی بوده و از نظر تمرکز عناصر نادر خاکی با بخش بالایی نمودار هم‌پوشی دارد. در نمودارهای عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۳] غنی‌شدگی از LILE و بی‌هنجاری مثبت سرب و بی‌هنجاری‌های منفی نیوبیوم و تیتانیم در بیشتر نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۹ ب) که از شاخص‌های ژئوشیمیایی ماگماهای منشا گرفته از جایگاه فرورانش است.

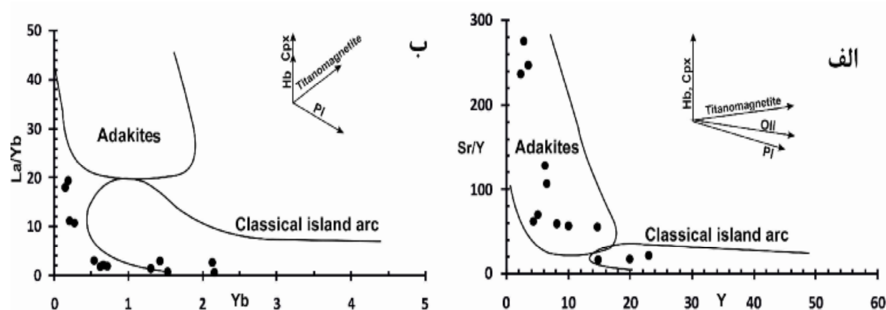
از نکات قابل توجه در مورد عناصر کمیاب، فراوانی Sr (۲۹۱ - ۸۱۱ppm) و تمرکز پائین عناصر نادر خاکی سنگین ایتریم و ایتربیم است. در نمودار دوتایی Sr/Y-Y [۳۴] که متمایز کننده ماگمای آداکیتی از غیر آداکیتی است، نمونه‌های آندزیتی و بازالت آندزیتی در گستره ماگمای جزایر قوسی معمولی و انواع اسیدی در قلمرو آداکیت قرار دارند (شکل ۱۰ الف). اما در نمودار دوتایی La/Yb-Yb [۳۴] تمامی نمونه‌ها خارج از گستره‌ی آداکیت هستند (شکل ۱۰ ب).



شکل ۸ در نمودارهای جدا کننده‌ی محیط زمین‌ساختی گرانیت [۳۱] نمونه‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی وابسته به محیط قوس آتشفشانی هستند (O.R.G: گرانیت پشته‌ی اقیانوسی، W.P.G.: گرانیت درون صفحه‌ای، V.A.G.: گرانیت قوس آتشفشانی، Syn.Col.G: گرانیت همزمان با برخورد).



شکل ۹ الف- الگوی تفریق یافته عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به کندریت [۳۳] سنجیده شده‌اند. ب- غنی‌شدگی از عناصر LILE و بی‌هنجاری‌های نیوبیوم، سرب و تیتانیم در نمودار عناصر عنکبوتی بیشتر نمونه‌ها که نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۳] سنجیده شده‌اند بیانگر شکل‌گیری آنها در جایگاه فروارنش است.



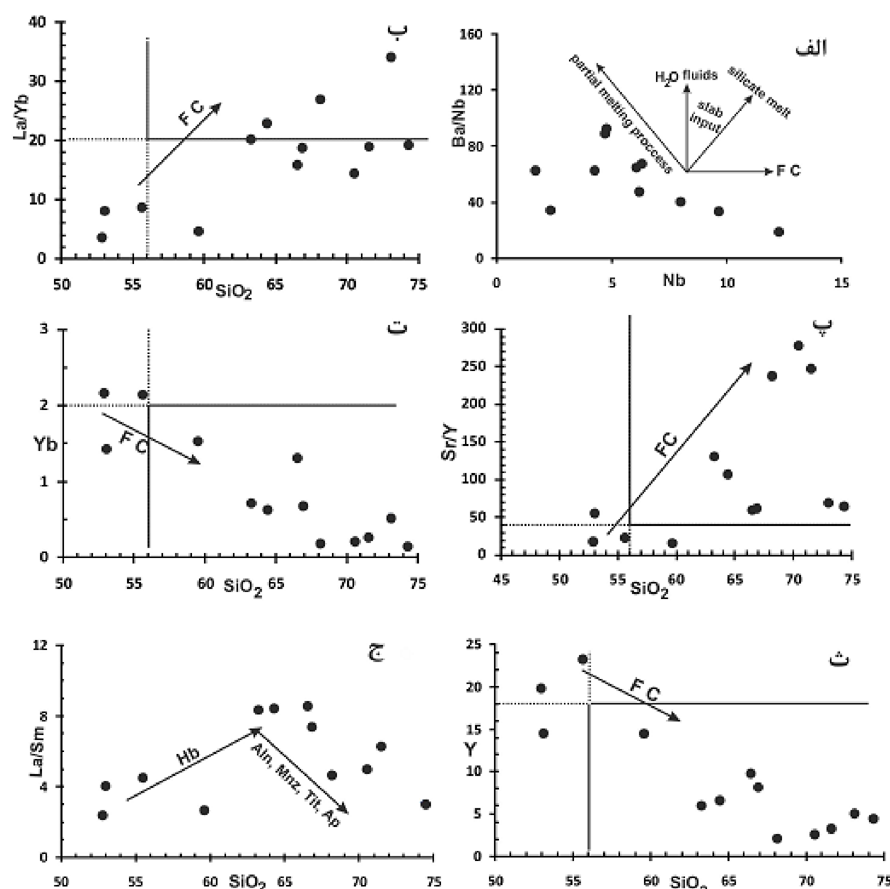
شکل ۱۰ الف- در نمودارهای جداکننده‌ی آداکیت از ماگمای جزایر قوسی [۳۴] نمونه‌های حدواسط (آندزیتی و آندزیت بازالتی) در گستره ماگمای جزایر قوسی معمولی و انواع داسیتی و ریولیتی در گستره آداکیت قرار دارند. ب- با توجه به نمودار دوتایی La/Yb-Yb [۳۴] نمونه‌های مورد بررسی در خارج از گستره‌ی آداکیت دیده شده‌اند.

بحث و بررسی

تمامی پژوهشگرانی که به بررسی افیولیت‌های سبزوار پرداخته‌اند [۱۰-۱۲] به خاستگاه وابسته به فرورانش ماگماتیسم پسا افیولیتی این منطقه اذعان دارند. [۳۵] وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز توده‌های ترونجمیتی و تونالیتی پالئوسن بالایی نوار افیولیتی شمال شرق سبزوار (منطقه سلطان‌آباد) را به تاثیر توام ذوب‌بخشی ورقه‌ی اقیانوسی داغ و جوان (حوضه اقیانوسی سبزوار) و تشدید شاخص آداکیتی به‌واسطه‌ی جدایی آمفیبول از گدازه نسبت داده‌اند. با توجه به سن مجموعه‌ی افیولیتی سبزوار [۳۶]، وجود رژیم گرمایی داغ منطقه‌ی فرورانش طی پالئوسن بالایی دور از ذهن نیست. اما بعضی از پژوهشگران وجود شاخص‌های آداکیتی در ماگماتیسم اسیدی نوار افیولیتی شمال غرب سبزوار [۱۳] و گنبدهای اسیدی و حدواسط میوسن و پلیوسن [۳۷] نوار افیولیتی شمال سبزوار (جنوب قوچان) را به ذوب‌بخشی لیتوسفر حوضه اقیانوسی سبزوار طی مراحل نهایی فرورانش نسبت داده‌اند. نظر به این‌که شروع فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار و شرایط رژیم گرمایی داغ، برای ذوب‌بخشی اسلب اقیانوسی فرورو در پالئوسن بالایی مهیا بوده [۳۸،۳۵]، لذا پیدایش ماگمای آداکیتی میوسن و پلیوسن منطقه را نمی‌توان به جوان بودن لیتوسفر اقیانوسی فرورو و شرایط رژیم گرمایی داغ فرورانش نسبت داد، ولی با وجود شرایط خاص ژئودینامیکی منطقه‌ی فرورانش مانند فرورانش پشته‌ی میان اقیانوسی و ذوب‌بخشی لبه‌های پشته‌ی [۳۹]، فرورانش مایل [۴۰] و فرورانش افقی [۴۱] در شرایط رژیم گرمایی سرد منطقه‌ی فرورانش نیز، ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو امکان‌پذیر است. بعد از شکل‌گیری وابسته به ذوب‌بخشی اسلب اقیانوسی فرورو برای آداکیت‌ها [۴۲] امروزه ساز و کارهای دیگری نیز برای پیدایش شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی معرفی شده که می‌توان به ذوب‌بخشی پوسته‌ی قاره‌ای زیرین در جایگاه زمین‌ساختی برخورد و پسا برخورد [۴۴،۴۳] و جدایش ماگمای بازیک جزایر قوسی [۴۵-۴۷] اشاره کرد.

چنانکه که در مقدمه نیز اشاره شد، با توجه به شواهد صحرایی [۱۳،۱۲] و سال‌سنجی پتاسیم-آرگن سنگ کل [۱۲]، سن الیگوسن تا میوسن را برای گنبدهای اسیدی نوار افیولیتی شمال غرب سبزوار معرفی کرده و آن را به‌صورت یک رخداد ماگمایی جوان و مستقل از فعالیت آتشفشانی ائوسن در نظر می‌گیرند. در حالی‌که اخیراً [۴۸] به‌روش تعیین سن اورانیم- سرب زیرکن، سن ۴۵ میلیون سال (ائوسن میانی) را برای این گنبدها به‌دست آورده که معادل آتشفشانی بازیک و حدواسط ائوسن منطقه است. باور همگانی در مورد شکل گیری وابسته‌اند فرورانش ماگماتیسم پساافیولیتی شمال سبزوار، هم-زمانی ماگماتیسم بازیک، حدواسط و اسیدی و رابطه‌ی مکانی نزدیک آن‌ها، سناریوی فرایند جدایش ماگمایی ماگماتیسم بازی و حدواسط آب‌دار به منظور ایجاد شاخص‌های آداکیتی گنبدهای داسیتی و ریولیتی را در ذهن قوت می‌بخشد. به کمک نمودار دوتایی Nb-Ba/Nb [۴۹] می‌توان فرایندهای ذوب‌بخشی، تبلور جدایشی و مشارکت سازنده‌های اسلب اقیانوسی (سیالات و مذاب بخشی) را در پیدایش ماگمای مناطق فرورانش متمایز کرد. چنان‌چه مذاب حاصل از ذوب بخشی اسلب فرورو در تولید ماگما نقش داشته باشد، روند مثبتی بین نسبت Ba/Nb و Nb را شاهد خواهیم بود، زیرا ماگمای آداکیتی انتقال‌دهنده‌ی باریم و نیوبیوم به گوه‌ی گوشته‌ای است [۵۰]. داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد

بررسی در این نمودار دارای روند منفی بوده و بیشتر با فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلور جدایشی هم‌خوانی دارند (شکل ۱۱ الف). بنابر داده‌های آزمایشگاهی [۴۷]، جدایش ۱۶ درصد آمفیبول از یک ماگمای حدواسط و نیز جدایش فازهای فرعی از قبیل زیرکن و تیتانیت می‌توانند با جذب عناصر نادر خاکی سنگین، باعث ایجاد شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی (افزایش نسبت‌های Sr/Y و La/Yb و کاهش مقادیر Y و Yb) در ماگمای جدا شده نهایی شوند. چنانکه که در نمودار دوتایی شکل‌های ۱۱ب، پ، ت و ث نشان داده شد، نمونه‌های بازالت آندزیتی و تراکی‌آندزیت در گستره‌ی خارج از آداکیت قرار دارند، احتمالاً فرایند تبلور تفریقی کانی‌هایی مانند آمفیبول، تیتانیت و زیرکن که با روندهای ژئوشیمیایی مورد بررسی هم خوانی دارد باعث انتقال شاخص‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های ریولیتی و داسیتی به سمت قلمرو آداکیت شده است. وجود فنوکریست‌های آمفیبول و حضور کانی‌های زیرکن و اسفن نیز به‌صورت فاز فرعی در نمونه‌های مورد بررسی، مبین این است. جدایش آمفیبول نیز باعث شکل گیری لیستریک یا قاشقی در الگوی عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت می‌شود [۴۵] چنین طرحی نیز در الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی قابل مشاهده است (شکل ۹ الف). تغییر روند ژئوشیمیایی داده‌های مورد بررسی در نمودار دوتایی $La/Sm-SiO_2$ [۴۶] با جدایش آمفیبول در ترم‌های بازیک تا اسیدی و سپس جدایش فازهای فرعی آلانیت، مونازیت و آپاتیت در گدازه‌های تحول یافته نهایی سازگار است (شکل ۱۱ ج).



شکل۱۱ روندهای ژئوشیمیایی موجود در نمودارهای دوتایی بیانگر نقش تبلور جدایشی در ایجاد شاخص‌های آداکیتی ماگماتیسم داسیتی و ریولیتی شمال سبزوار است. الف- روند شیمیایی منفی در نمودار دوتایی Ba/Nb-Nb [۴۹] حاکی از عدم مشارکت مذاب اسلب اقیانوسی در پیدایش ماگمای نمونه‌های مورد بررسی است. نکته قابل توجه در نمودارهای ب تا ث، قرارگیری نمونه‌های آندزیتی و بازالت آندزیتی در گستره غیرآداکیتی و انواع داسیتی و ریولیتی در قلمرو آداکیتی است. روندهای ژئوشیمیایی مشاهده شده در این نمودارها، با تبلور جدایشی آمفیبول، تیتانیت و زیرکن که با شاخص نشان داده شده سازگار است. ج- تغییر روند موجود در نمودار دوتایی $La/Sm-SiO_2$ [۴۶] با جدایش آمفیبول از ماگمای بازیک تا اسیدی و سپس جدایش فازهای فرعی آلانیت، مونازیت، تیتانیت و آپاتیت در ترم‌های شکل گرفته نهایی هم‌خوانی دارد.

برداشت

نظر جمعی در مورد شکل‌گیری وابسته به فرورانش ماگماتیسم بازی، حدواسط و اسیدی نوار افیولیتی شمال سبزوار، رابطه‌ی زمانی و مکانی نزدیک این ماگماتیسم و روندهای ژئوشیمیایی مشاهده شده در نمودارهای دوتایی، بیان‌گر نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری‌های ماگمایی است. محاسبات دما-فشارسنجی حاصل از این پژوهش، بیانگر تبلور آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی در عمق تقریبی ۱۴ تا ۳۰ کیلومتر، در شرایط دمایی ۷۵۱ تا ۱۰۰۵ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است.

در ماگماهای بازیک و حدواسط آب‌دار حاصل از ذوب‌بخشی گوه‌ی گوشته‌ای، آمفیبول از گستره‌ی پایداری بالایی برخوردار است و در نتیجه جدایی آن، در فشارهای معادل پوسته‌ی قاره-ای میانی و زیرین، شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی در گدازه-های شکل‌گرفته نهایی ایجاد می‌شود. افزایش نسبت‌های La/Yb و Sr/Y و کاهش مقادیر Yb و Y با افزایش سیلیس در نمونه‌های مورد بررسی، بیان‌گر جدایش آمفیبول، اسفن و زیرکن طی تبلور جدایشی است. در این رابطه فراوانی فنوکریست‌های آمفیبول با بافت گلومروپورفیری و حضور فازهای فرعی زیرکن و اسفن در نمونه‌های مورد بررسی نیز می‌تواند دلیلی بر نقش این کانی‌ها در طول تحولات ماگمایی - باشد. لذا احتمالاً ماگمای بازیک و حدواسط آب‌دار اثوسن منطقه فرورانش، ضمن انباشت در عمقی معادل پوسته‌ی قاره-ای میانی تا زیرین، بر اثر جدایش آمفیبول و فازهای فرعی، شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی به‌صورت غنی‌شدگی از استرانسیم و تهی‌شدگی از ایتریم و ایتربیم در ماگمای تحول یافته داسیتی و ریولیتی منطقه را سبب شده است.

قدردانی

از آقای پروفسور فدریکو روزتی، از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر توماس تی از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که با آنالیزهای ریز پردازشی سهم بسزایی در به ثمر رساندن این پژوهش ایفا کرده اند کمال تشکر را داریم.

مراجع

[۱] افتخارنژاد خ.، آقانباتی ع.، *"نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش جاجرم"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).

[۲] سهندی م. ر.، *"نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سبزوار"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).

[3] McCall G. J. H., *"The geotectonic history o the Makran and adjacent area of Southern Iran"*, Journal of Asian Earth Science 15 (1997) 517-531.

[4] Sengör A. M. C., Altmer D., Cin A., Ustaömer T., Hsü K. J., *"Origin and assembly of the Tethys side orogenic collage at the expense of Gondwana Land"*, Geological Society of London Special Publication 37 (1988) 119- 181

[5] Stampfli G. M., Borel G. D., *"A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones"*, Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.

[6] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications"*, Tectonophysics 451 (2008) 123-155.

[7] Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., *"Significance of Nain–Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone"*, Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 1016–1028.

[8] Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H., Moin Vaziri H., *"Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran"*, Terra Nova 22 (2010) 26–34.

[9] Nasrabady M., Rossetti F., Theye T., Vignaroli G., *"Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran)"*, Solid Earth 3 (2011) 477–526.

[10] Alavi-Tehrani N., *"Geology and petrography in the ophiolite range NE Sabzevar (Khorasan/Iran) with special regard to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite"*, Doctorate degree thesis, univ. Saarbrucken, (1976) 147 p.

[11] Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N., *"Major element geochemistry of ophiolites north of Sabzevar (Iran) "*, Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie - Abhandlungen 7 (1979) 415 – 447.

[12] Spies O., Lensch G., Mihem A., *"Chemistry of the post-ophiolithic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE-Iran",* Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report, Geological Survey of Iran. Report no. 51 (1983).

[۱۳] جمشیدی خ.، حبیب اله قاسمی ح. ا.، صادقیان م.، *"سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار"*، فصلنامه پترولوژی شماره ۱۷(۱۳۹۲)، ص ۵۱-۶۸.

[14] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., *"Nomenclature of the amphibole super group",* American Mineralogist 97 (2012), 2031-2048.

[15] Mitropoulos P., Katerinopoulos A., Kokkinakis A., *"Occurrence of primary almandine-spessartine-rich garnet and zinnwaldite phenocrysts in a Neogene rhyolite on the island of Chios, Aegean sea, Greece",* Mineralogical Magazine 63 (1999) 503-510.

[16] Blundy J.D., Holland T.J.B., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208–224.

[17] Spear F.S., *"An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites"*, American Journal of Science 281 (1981) 697-734.

[18] Heltz R.T., *"Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks"*, Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy 9B (1982) 279-346.

[19] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., *"Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes",* Contributions to Mineralogy and Petrology 160 (2010), 45-66.

[20] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer",* American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

[21] Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons",* American Mineralogist 72 (1987) 231-239.

[22] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"*, Geology 17 (1989) 837-841.

[23] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

[24] Anderson J.L., Smith D.R., *"The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer",* American Mineralogist 80 (1995) 549–559.

[25] Erdmann S., Martel C., Pichavant M., Kushnir A., *"Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia",* Contributions to Mineralogy and Petrology 167 (2014) 1016-1039.

[26] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry",* Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[27] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram",* Journal of Petrology 27 (1986), 745-750.

[28] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey",* Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63–81.

[29] Kuno H., *"Differentiation of basaltic magma",* In Hess, H. Het polervaart, A., edit, basalts, Inter Science pull 2 (1968) 623 - 688.

[30] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks",* Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523–548.

[31] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[32] Maniar P.D., Piccoli P.M., *"Tectonic discrimination of granitoids",* Geological Society of America, Bulletin 101 (1989) 635-643.

[33] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes",* In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 42 (1989) 312– 345.

[34] Castillo P.R., Adakite petrogenesis. Lithos 134–135 (2012) 304–316.

[35] Rossetti F., Nasrabady M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F., *"Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)",* Geological Society of America Bulletin (2013) doi:10.1130/B30913.1.

[36] Baroze J., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M., Rocci G.A., *"Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions",* Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: GSI, Rep. No.: 51 (1983).

[۳۷] قاسمی ح.ا.، صادقیان م.، خانعلی‌زاده ع.ر.، تنها ع.، *"سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن پرتوسنجی گنبدهای آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۱۸ (۱۳۸۹) ص۳۷۰-۳۴۷.

[۳۸] نصرآبادی م.، *"پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار"*، رساله دکتری (۱۳۸۸)، دانشگاه تربیت معلم تهران (خوارزمی)، ایران.

[39] Thorkelson D.J., Breitsprecher K., *"Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas",* Lithos 79 (2005) 25-41.

[40] Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M., *"Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge",* Geological Society of America Bulletin 107 (1995) 505–519.

[41] Gutscher M., Maury R., Eissen J., Bourdon E., *"Can slab melting be caused by flat subduction? ",* Geology 28 (2000) 535-538.

[42] Drummond M.S., Defant M.J., *"A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons",* Journal of Geophysical Research 95 (1990) 21503–21521.

[43] Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T., *"Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting",* Geology 33 (2005) 465–468.

[44] Wang Q., Xu J.F., Jian P., Bao Z.W., Zhao Z.H., Li, C.F., Xiong X.L., Ma J.L., *"Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization",* Journal of Petrology 47 (2006) 119–144.

[45] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R., *"Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting",* Contributions to Mineralogy and Petrology 134 (1999) 33–51.

[46] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirwall M. F., *"Adakites without slab melting: high pressure processing of basaltic island arc magma, Mindanao, the Philippines"*, Earth and Planetary Science Letters 243 (2006) 581–593.

[47] Richards J., Kerrich R., *"Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis",* Economic Geology 102 (2007) 1–40.

[۴۸] شیرزادی ع.ر.، *"پترولوژی توده‌های نیمه نفوذی نوار افیولیتی شمال سبزوار"*، رساله دکتری (۱۳۹۳)، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات (در حال نگارش).

[49] Bourdon E., Eissen J.P., Monzier M., Robin C., Martin H., Cotten J., Hall M., *"Aadakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean northern volcanic zone",* Journal of Petrology 43 (2002) 199-217.

[50] Kesson S.E., Ringwood A.E., *"Slab-mantle interactions 1. Sheared and refertilized garnet peridotite xenoliths-samples of Wadati-benioff zones? "*, Chemical Geology 78(1989) 83-96.